

Refrakciós időadatok, felületi hullám diszperziós adatok és egyenáramú geoelektromos adatok joint inverziója¹

KIS MÁRTA², AHMED AMRAN²

A dolgozat horizontálisan rétegzett földtani modellre vonatkozóan felszíni geoelektromos adatok, refrakciós futási idő adatok és Love-típusú felületi hullám diszperziós adatok egyedi és egyesített (joint) inverziójának eredményeit mutatja be. Vizsgálatainkban a legkisebb négyzetek módszere (LSQ) és a LAD (Least Absolute Deviation) módszer alkalmazásával az egyedi, illetve az egyesített (joint) inverzió eredményeinek összehasonlítását végezzük el.

M. KIS, A. AMRAN: Joint inversion of refracted travel times, dispersion data of surface waves and DC geoelectric data sets

This paper presents the results of independent and joint inversion of geoelectric data, refracted travel times and the dispersion data of Love surface waves for a horizontally layered near-surface media. Applying the LSQ and LAD methods we make a comparison between the results of independent and joint inversion.

1. Bevezetés

A geofizikai adatok inverziója során fellépő többértelműségi ekvivalencia és numerikus instabilitási problémák csökkentésére gyakran alkalmazzuk a különböző adatrendszereket egyesítő joint inverziót.

A geofizikai joint (egyesített) inverziót VOZOFF és JUPP [1975] vezette be MT és egyenáramú geoelektromos adatokra vonatkozóan. LINES et al. [1987] reflexiós, szónikus szelvényezési, VSP és gravitációs adatok joint inverzióját valósította meg. Bányabeli mérések VSP és geoelektromos adatainak joint inverzióját DOBRÓKA et al. [1991] dolgozták ki. HERING et al. [1995] felületi Rayleigh- és Love-típusú hullám, valamint egyenáramú geoelektromos joint inverziós algoritmusát fejlesztették ki. HERING és szerzőtársai vízszintesen rétegzett hullámvezető szerkezetet vizsgálva rámutattak, hogy az alsó féltér petrofizikai és geometriai jellemzőinek pontos meghatározásához nagyon alacsony frekvenciájú diszperziós adatok szükségesek, melyek viszont az in situ mérések diszperziós analíziséből nem származtathatók kellő pontossággal. Így ezen paraméterek meghatározása bizonytalansággal jár. Ez adta jelen dolgozatunk alap gondolatát, az egyenáramú geoelektromos és felületi Love-hullám diszperziós adat-

rendszer refrakciós időadatokkal történő kiegészítését.

A numerikus tesztek elvégzését horizontálisan rétegzett, rétegenként homogén izotróp modellre korlátoztuk.

2. Joint inverziós algoritmus

A különböző geofizikai módszerekkel mért adatrendszerek egymástól függetlenül végrehajtott inverziója során gyakran előfordul, hogy a probléma bizonyos ismeretlenek vonatkozásában alulhatározott, más paraméterekre viszont túlhatározott. Ennek oka lehet többek között az, hogy noha rendszerint lehetőség van több adat gyűjtésére, mint a meghatározandó ismeretlenek száma, az alkalmazott mérési módszertől függően lesznek olyan paraméterek, amelyekre nincsen elég információ az adatrendszerben (pl. két változónak csupán a szorzata szerepel a direkt feladatban). Ilyen esetekben gyakran alkalmazzuk a csillapított legkisebb négyzetek módszerét, amelyben a paramétervektor normájának minimalizálásával (mint mellékfeltétellel) választjuk ki a megoldást. A csillapítási faktor bevezetésével viszont — főleg nagy értékek alkalmazásakor — távol kerülünk a valódi megoldástól. Az ilyen és hasonló regularizációs eljárások helyett célszerűbb a fizikai eljárást alkalmazni pl. úgy, hogy több geofizikai módszer mérési adatrendszerét vonjuk be ugyanazon inverziós eljárásba, a különböző adatrendszerekből származó adatokat egy adatrendszerként dolgozva fel. Ez az eljárás az együttes (joint) inverzió,

¹Elhangzott Miskolcon, a Geofizikai Inverzió ankétján 1995. december 12-én

²Miskolci Egyetem Geofizikai Tanszék, H-3515 Miskolc, Egyetemváros

amellyel a numerikus problémák hatékonyan csökkenthetők.

ahol

$$\bar{P}_{s1} = \{h_1, \dots, h_{n-1}, v_{s1}, \dots, v_{sn}\}^T$$

A különböző geofizikai módszerekből származó mérési adatrendszerek joint inverziós eljárásban való egyesítése akkor előnyös, ha az egyes módszereknél a direkt probléma leírásában szereplő paraméterek egy része két (vagy több) adatrendszer meghatározásában is szerepet játszik. Feltételezve, hogy a különböző módszerek szempontjából a réteghatárok megegyeznek, a rétegvastagság paraméterek gyakran jelentik a kapcsolatot, melyen keresztül a különböző (fizikailag független) adatrendszerek egybe kapcsolódnak az inverzió során.

a szeizmikus Love-hullám modellparaméterek vektora (v_{si} az i -ik rétegre jellemző tranzverzális testhullám sebesség ($i=1 \dots n$)).

Vezessük be a kombinált modellparaméter vektort:

$$\bar{P} = \{h_1, \dots, h_{n-1}, \rho_1, \dots, \rho_n, v_{p1}, \dots, v_{pn}, v_{s1}, \dots, v_{sn}\}^T,$$

Az együttes inverziós eljárás szükségessé teszi a különböző módszerekkel mért adatok, ill. a módszerekhez tartozó válaszfüggvények egyesítését.

illetve a mérési adatok egyesített vektorát:

$$\bar{Y}^{obs} = \{\rho_{a1}, \dots, \rho_{aN_1}, t_1, \dots, t_{N_2}, S_{g1}, \dots, S_{gN_3}\}^T, \quad (4)$$

A geoelektromos előremodellezés során Schlumberger-elrendezésre GHOSH [1971] szűrőelméletét alkalmaztuk. A látszólagos fajlagos ellenállás értékeket a rétegek geoelektromos paramétereinek függvényeként állíthatjuk elő:

$$\rho_a = \rho_a(\bar{P}_e, r), \quad (1)$$

ahol N_1 a VESZ mérési pontok száma, N_2 a refrakciós észlelési pontok száma, N_3 azon frekvenciapontok száma, amelyeknél a diszperziós (Love-hullám) adatok ismertek; így az adatok teljes száma $N=N_1+N_2+N_3$.

Az (1), (2) és (3) képletek alapján az (4) adatvektorral azonos szerkezetben felírhatjuk a joint inverziós válaszfüggvények egyesített alakját:

ahol

\bar{P}_e a geoelektromos paramétereket tartalmazza,

$$\bar{P}_e = \{h_1, \dots, h_{n-1}, \rho_1, \dots, \rho_n\}^T,$$

r az elektród távolságokat jelöli, n a rétegek száma.

A refraktált hullámok futási ideje egyszerűen meghatározható a rétegek szeizmikus paraméterei ismeretében. Az ismert összefüggések alapján a

$$\bar{P}_{sr} = \{h_1, \dots, h_{n-1}, v_{p1}, \dots, v_{pn}\}^T$$

szeizmikus refrakciós paraméterektől és x forrástávolságtól függően a futási idők a

$$t = t(\bar{P}_{sr}, x) \quad (2)$$

függvény szerint adhatók meg.

A Love felületi hullám diszperziós relációi az irodalomból jól ismertek. A diszperziós görbe csoportsebesség adatait a DOBRÓKA [1987] által leírt módszerrel határoztuk meg, mely az $\bar{\omega}$ frekvenciától és az alkalmazott paraméterektől függ:

$$S_g^{(L)} = S_g(\bar{P}_{s1}, \bar{\omega}) \quad (3)$$

$$Y_i^{calc} = Y(\bar{P}, s_i) = \begin{cases} \rho_a(\bar{P}_e, r_i) & \text{ha } i \leq N_1 \\ t(\bar{P}_{sr}, x_i) & \text{ha } N_1 < i \leq N_1 + N_2 \\ S_g(\bar{P}_{s1}, \bar{\omega}_i) & \text{ha } N_1 + N_2 < i < N_1 + N_2 + N_3 \end{cases} \quad (5)$$

ahol s_i geoelektromos vizsgálatokban az elektród távolságot, refrakciós módszer alkalmazásakor a forrástól való távolságot, Love-hullám inverziós vizsgálatokban a frekvenciát jelenti.

Az (5) válaszgyenletekben megadott függvények a modellparaméterek nemlineáris függvényei. Ha a paraméterek kezdeti becslését \bar{P}_0 tartalmazza, a válaszfüggvényt sorba fejtvé \bar{P}_0 körül, lineáris közelítéssel élve

$$Y_i^{calc} = Y_i^{(0)} + \sum_{j=1}^M \left(\frac{\partial Y_i^{calc}}{\partial P_j} \right)_{P=\bar{P}^{(0)}} \cdot \delta P_j,$$

ahol M a modellparaméterek száma és $Y_i^{(0)} = Y(\bar{P}^{(0)}, s_i)$.

A mért, ill. a számított adatok különbségeként felírható a linearizált

$$\bar{e} = \bar{Y}^{obs} - \bar{Y}^{calc}$$

eltérésvektor.

Mivel különböző nagyságrendű és dimenziójú a-
datokat kezelünk együtt, célszerű az

$$\bar{f} = \frac{\bar{e}}{\bar{Y}^{(0)}}$$

relatív eltérésvektort bevezetni, vagy másként

$$\bar{f} = \bar{y} = \mathbf{G}\bar{x} \quad (6)$$

[DOBRÓKA et al. 1991], ahol

$$y_i = \frac{Y_i^{obs} - Y_i^{(0)}}{Y_i^{(0)}}, \quad x_i = \frac{\delta P_j}{P_j^{(0)}}, \quad G_{ij} = \frac{P_j^{(0)}}{Y_i^{(0)}} \left(\frac{\partial Y_i^{calc}}{\partial P_j} \right)_{P^{(0)}}$$

Gyakorlati példánál a relatív eltérésvektor nem
zérusvektor, emiatt (6) egyenletrendszer ellentmon-
dó. Ez nem jelenti azt, hogy az inverz probléma nem
oldható meg. Számos megoldás létezik, melyek ál-
talában az eltérésvektor valamely normájának mini-
malizálásán alapulnak.

Írjuk fel az \bar{f} vektor L_p normáját:

$$L_p = \left[\sum_{i=1}^N \left| y_i - \sum_{j=1}^M G_{ij} x_j \right|^p \right]^{1/p} \quad (7)$$

Ha a lineáris inverz feladat megoldását úgy de-
finiáljuk, mint a (7) kifejezést minimalizáló \bar{x} pa-
ramétervektort, akkor elegendő az

$$E_p = \sum_{i=1}^N \left| y_i - \sum_{j=1}^M G_{ij} x_j \right|^p \quad (8)$$

skalár szélső értékét vizsgálni, azaz a

$$\frac{\partial E_p}{\partial x_1} = 0, \quad (1 = 1, 2, \dots, M) \quad (9)$$

egyenletekkel adott egyenletrendszert megoldani. A
kijelölt műveletet elvégezve

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial x_1} \sum_{k=1}^N \left| y_k - \sum_{j=1}^M G_{kj} x_j \right|^p &= \\ &= -p \sum_{k=1}^N |f_k|^{p-1} \text{sign}(f_k) \sum_{j=1}^M G_{kj} \delta_{j1} \end{aligned}$$

kifejezést kapjuk, ahol

$$\text{sign}(f_k) = \frac{f_k}{|f_k|}$$

Innen egyszerű átalakítással (9) alapján

$$\sum_{k=1}^N |f_k|^{p-2} \left[y_k - \sum_{i=1}^M G_{ki} x_i \right] G_{kl} = 0$$

egyenletet kapjuk, amely bevezetve a

$$R_{ks} = |f_k|^{p-2} \delta_{ks} \quad (10)$$

diagonális súlymátrixot a

$$\sum_{i=1}^M x_i \sum_{k=1}^N G_{ki} \sum_{s=1}^N R_{ks} G_{sl} = \sum_{s=1}^N G_{sl} \sum_k R_{ks} y_k$$

alakra hozható. Ezt az egyenletet mátrix alakban is
felírhatjuk és így a

$$\mathbf{G}^T \mathbf{R} \mathbf{G} \bar{x} = \mathbf{G}^T \mathbf{R} \bar{y} \quad (11)$$

normálegyenletet kapjuk [SCALES et al. 1988], ahol

$$\mathbf{R} = \text{diag}\{f_i^{p-2}\} \quad (12)$$

Az egyenletrendszer $p=2$ esetben az \mathbf{R} súlymátrix
egységmátrix, ekkor a legkisebb négyzetek mód-
szerének megfelelő

$$\mathbf{G}^T \mathbf{G} \bar{x} = \mathbf{G}^T \bar{y}$$

lineáris normál-egyenletrendszert kapjuk. $p \neq 2$ ese-
tében az eredményül kapott egyenletrendszer nem-
lineáris. Az iteratív újrasúlyozás módszerével
(IRLS—Iteratively Reweighted Least Squares) a
nemlineáris egyenletrendszer megoldásánál felme-
rülő numerikus problémákat megkerülhetjük. Az
eljárás során az \mathbf{R} mátrixot a k -ik iterációs lépésben
a megelőző $k-1$. iterációból származó adatokkal kö-
zelítjük. Így a k -ik iteráció jellemző lépése a lineáris

$$\mathbf{G}^T \mathbf{R}^{(k-1)} \mathbf{G} \bar{x}^{(k)} = \mathbf{G}^T \mathbf{R}^{(k-1)} \bar{y} \quad (13)$$

egyenletrendszer megoldása. Ez az egyenlet for-
mailag az \mathbf{R} mátrixszal súlyozott legkisebb négy-
zetek elvének megfelelő normálegyenlettel egyezik
meg. Az IRLS módszert leggyakrabban az L1 nor-

mán ($p=1$) alapuló LAD (Least Absolute Deviation) inverziós eljárás esetén alkalmazzuk. Ekkor

$$\mathbf{R} = \text{diag} \left\{ \left\{ \frac{1}{r_k} \right\} \right\} \quad \text{és}$$

$$r_k = \left| \delta Y_k - \sum_{i=1}^M G_{ki} \delta P_i \right|, \quad k=1 \dots N). \quad (14)$$

3. A paraméterbecslés megbízhatóságának jellemzése

A geofizikai mérési adatok elkerülhetetlenül tartalmaznak zajt is. Az inverziós eljárás során a mérési hiba az adattérből „leképződik” a paramétertérbe, így a modellparaméterek csak bizonyos pontossággal határozhatók meg.

A numerikus vizsgálatainkhoz definiáljuk az adattérbeli relatív távolságot

$$E = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{j=1}^N \left(\frac{Y_j^{obs} - Y_j^{calc}}{Y_j^{obs}} \right)^2}$$

Mivel szintetikus vizsgálatokban előre meghatározott modelleken generálunk adatokat (rendelkezésre áll az egzakt modell), így tekinthetjük a modelltérben a közelített és az egzakt modell távolságát, a relatív modell-távolságot:

$$D^{(i)} = \sqrt{\frac{1}{M} \sum_{j=1}^M \left(\frac{P_j^{egzakt} - P_j^{közelített}}{P_j^{egzakt}} \right)^2}$$

Az LSQ (legkisebb négyzetek elvének megfelelő) inverziós vizsgálatainkban feltételezzük, hogy az adatrendszer kovariancia mátrixa

$$[\text{cov } \bar{y}] = \sigma^2 \mathbf{I}$$

alakú, az \mathbf{I} egységmátrix, σ^2 az adattérbeli variancia. Így a paramétertérbeli kovariancia mátrixot a

$$[\text{cov } \bar{x}] = [\mathbf{G}^T \mathbf{G}]^{-1}$$

alakban számítjuk. [SALÁT et al. 1982]

A mátrix diagonális elemei a modellparaméterek varianciáit tartalmazzák, a többi elem a paraméterek korrelációjának mértékét határozza meg. Ennek segítségével fejezzük ki a korrelációs mátrixot:

$$COR_{ij} = \frac{COV_{ij}}{\sqrt{COV_{ii} COV_{jj}}}$$

[MENKE 1984], melynek jellemzésére a skaláris korrelációs normát alkalmazzuk:

$$T = \sqrt{\frac{1}{M(M-1)} \sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^M (COR_{ij} - \delta_{ij})^2}$$

4. Szintetikus adatrendszerek generálása

A joint inverziós eljárás tesztelése szintetikus adatrendszerekkel történt. Az egyszerűség kedvéért az 1a. táblázatban látható háromréteges modellen végeztük el a számításokat.

Az egyenáramú VESZ elméleti adatait Schlumberger-elrendezés szerint 27, logaritmikusan egyenközű pontban számítottuk. A refrakciós futási időket 50 pontban számítottuk, ahol a geofonok közötti távolság 5 m, az első geofon távolsága a forrástól 5 m volt. A Love-típusú felületi hullám csoportse-

thickness [m]	S-velocity [m/s]	P-velocity [m/s]	resistivity [ohmm]
3.0	450.0	700.0	10.0
6.0	660.0	1500.0	50.0
half space	900.0	2300.0	100.0

1a. táblázat. Az egzakt modell
Table 1a. The exact model

thickness [m]	S-velocity [m/s]	P-velocity [m/s]	resistivity [ohmm]
5	650.0	500.0	15.0
7	800.0	1300.0	40.0
half space	1000.0	2000.0	105.0

1b. táblázat. A startmodell
Table 1b. The start model

bességeket 1 Hz-enként állítottuk elő 10–140 Hz intervallumban.

A mérési adatok szimulálása érdekében az adatrendszereket

- (A) esetben 1%-os véletlenszerű Gauss-eloszlású zajjal,
- (B) esetben 5%-os véletlenszerű Gauss-eloszlású zajjal terheltük.

Nem Gauss-eloszlású hibával terhelt adatok létrehozása céljából

- (C) esetben 1%-os véletlenszerű Gauss-eloszlású zajjal és kiugró adatokkal,
- (D) esetben 5%-os véletlenszerű Gauss-eloszlású zajjal és kiugró adatokkal

terheltük az adatrendszereket. A kiugró adatok generálása során az adatok véletlenszerűen kiválasztott 25%-hoz további az alapzaj 20-szorosának megfelelő zajt adtunk.

5. Numerikus eredmények

Az LSQ inverzió eredményei

Az algoritmust az (A), (B), (C) és (D) adatrendszerekkel teszteltük. Az (A) eset eredményei az 1. ábrán, illetve a 2. táblázatban láthatók. A táblázat a paraméterbecslés pontosságának jellemzésére a relatív modelltavolságot (D), az adattérbeli eltérést (E) és a korrelációs átlagot (T) tartalmazza.

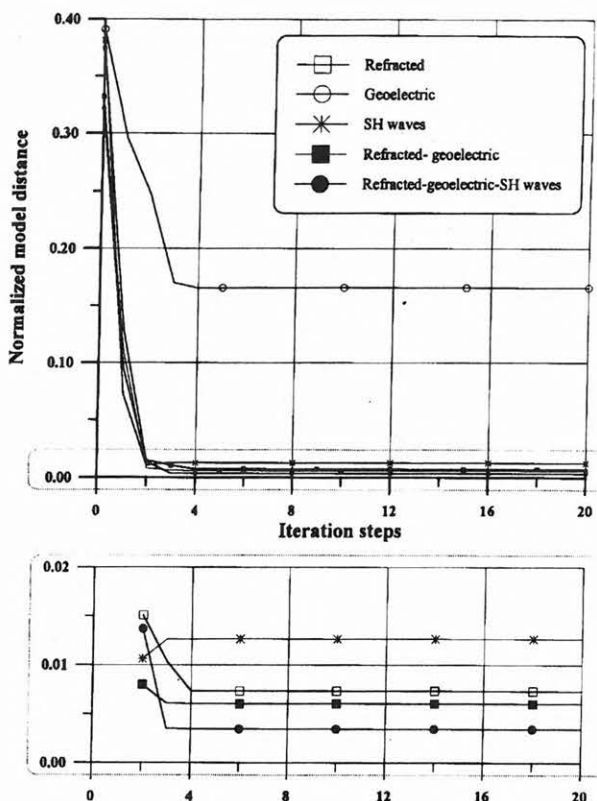
Az ábra alapján szembevetendő, hogy a geoelektromos, refrakciós és a Love-hullám adatok joint inverziója jobb eredményt ad, mint az egyedi inverziók.

Például a refrakciós adatrendszer bevonása, a rosszabb paraméterbecslést adó egyedi geoelektromos inverzió eredményét ($D=16,5\%$) nagymértékben javította, ahol a relatív modelltavolság értékét $D=0,6\%$ -ra csökkentette. Még nagyobb javulást érhetünk el, ha a Love-hullám diszperziós adatokat is egyesítjük a közös adatrendszerben. Ekkor a modelltavolság az induló 32%-os modelltavolságról 0,3%-ra esett vissza. A korrelációs átlag (T) is javul a joint inverzióknál, kisebb értékeket vesz fel, mint a független inverziós eredményeknél láthattuk.

	Geoelektromos	Refrakciós	SH hullám	Geoelektromos-Refrakciós együttes	Geoelektromos-Refrakciós-SH hullám együttes
D	0.1656	0.0073	0.0126	0.0060	0.0034
E	0.0122	0.0088	0.0094	0.0092	0.0093
T	0.5308	0.3131	0.5307	0.2242	0.2456

2. táblázat. Az 1%-os Gauss-eloszlású hibával terhelt adatrendszerek [(A) eset] LSQ inverziós eredményei

Table 2. Results of LSQ inversion of (A) data sets [containing 1% Gaussian noise]

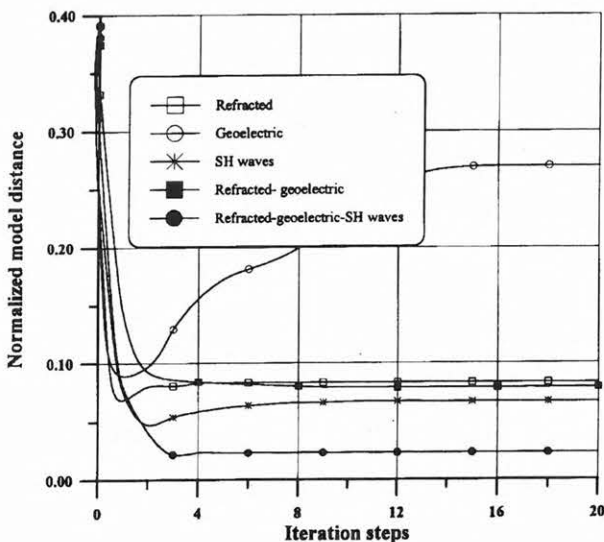


1. ábra. Az LSQ inverzió eredményei az 1%-os Gauss-hibával terhelt adatrendszerek esetén

Fig. 1. Results of LSQ algorithm (containing 1% Gaussian noise)

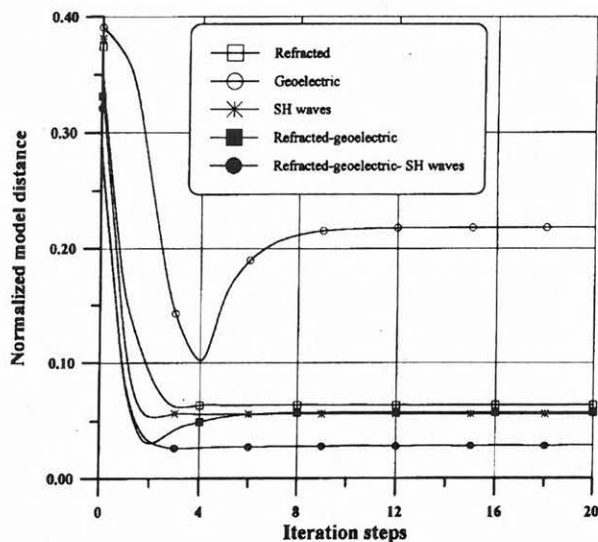
A (B) típusú 5%-os Gauss-hibával terhelt adatrendszerekkel kapott eredmények a 2. ábrán, ill. a 3. táblázatban tekinthetők meg. Látható, hogy a hiba növekedése romlást okozott a becsült modellparaméterek meghatározásában.

A (C) adatrendszerekhez tartozó eredmények a 3. ábrán, ill. 4. táblázatban találhatóak. Ezen eredményeket érdemes összehasonlítani az (A) eset 2. táblázatbeli eredményeivel. Az összehasonlításból kitűnik, hogy a pontosság nagymértékben csökkent. Ezt nem tekinthetjük meglepő eredménynek, mivel az LSQ algoritmus Gauss-eloszlású hibák esetén ad optimális eredményt. A kiugró adatok szerepeltetése az adatrendszerben bizonytalanságot okoz az LSQ inverzió paraméterbecslésében. Ennek el-



2. ábra. Az LSQ inverzió eredményei az 5%-os Gauss-hibával terhelt adatrendszerek esetén

Fig. 2. Results of LSQ algorithm (containing 5% Gaussian noise)



3. ábra. Az LSQ inverzió eredményei az 1%-os Gauss-hibával és kiugró adatokkal terhelt adatrendszerek esetén

Fig. 3. Results of LSQ inversion (containing 1% Gaussian noise and outliers)

	Geol.	Refr.	SH hullám	Geol.-Refr. együttes	Geol.-Refr.-Sh hullám együttes
D	0.2696	0.0833	0.0669	0.0788	0.0236
E	0.0435	0.0513	0.0449	0.0510	0.0484
T	0.4783	0.3971	0.5677	0.3971	0.1920

3. táblázat. Az 5%-os Gauss-eloszlású hibával terhelt adatrendszerek [(B) eset] LSQ inverziós eredményei

Table 3. Results of LSQ inversion of (B) data sets [containing 5% Gaussian noise]

	Geol.	Refr.	SH hullám	Geol.-Refr. együttes	Geol.-Refr.-Sh hullám együttes
D	0.2181	0.0639	0.0563	0.0574	0.0287
E	0.0549	0.0521	0.0514	0.0526	0.0523
T	0.5615	0.2187	0.5244	0.2263	0.1834

4. táblázat. Az 1%-os Gauss-eloszlású hibával és kiugró adatokkal terhelt adatrendszerek [(C) eset] LSQ inverziós eredményei

Table 4. Results of LSQ inversion of (C) data sets [containing 1% Gaussian noise and outliers]

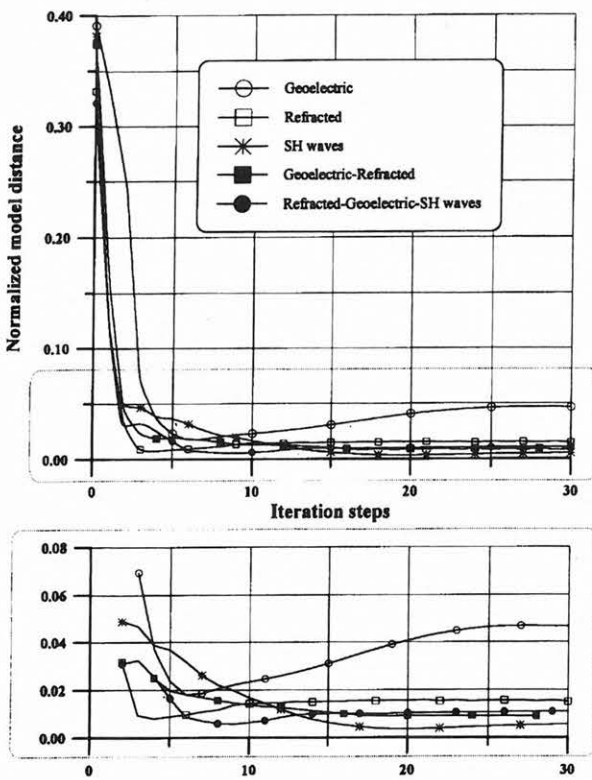
lenére itt is érvényes az a megállapítás, miszerint a joint inverziós algoritmus kedvezőbb, megbízhatóbb becslést szolgáltatott. Pl. a 3 adatrendszer joint inverziója 2,8%-os relatív modell-távolságot eredményezett, szemben az önálló inverziók pontatlan 21,8%, 6,3%, ill. 5,6%-os becslésével.

A (D) típusú, igen durva hibával terhelt adatrendszerek esetén az LSQ inverzió nem szolgáltat megoldással.

A LAD inverzió eredményei

Az összehasonlítás végett most vizsgáljuk meg, hogy kiugró adatokkal terhelt adatrendszerek esetén a LAD módszer milyen eredményekre vezet.

A (C) esetben a 4. ábrán, ill. 5. táblázatban látjuk, hogy a LAD algoritmus alkalmazásával közelebb kerültünk az egzakt modell paramétereire. Pl. a relatív modell-távolság (D) értéke az LSQ önálló geoelektromos inverziója esetén 21,8%-ot adott, amíg a LAD-nál D 4,6%-ra javult. Önálló refrak-



4. ábra. A LAD inverzió eredményei az 1%-os Gauss-hibával és kiugró adatokkal terhelt adatrendszerek esetén

Fig. 4. Results of LAD algorithm (1% Gaussian noise and outliers)

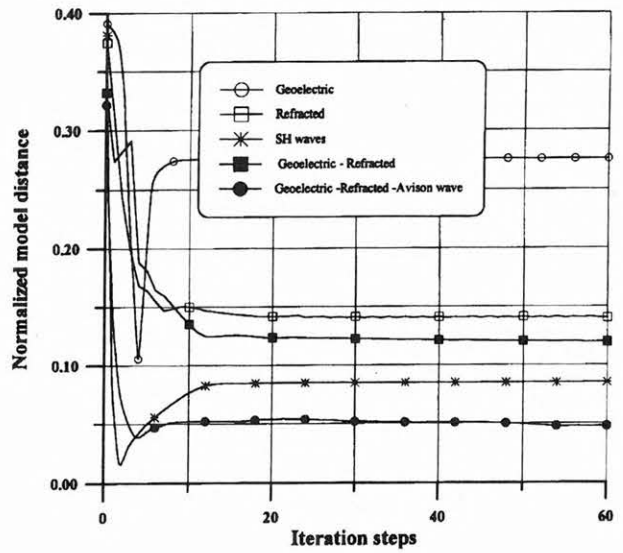
ciós esetben is nagymértékű javulást tapasztalhatunk: LSQ esetén 6,3%, LAD esetén 1,8%-os modell-távolságú paraméterbecslést kaptunk. A három módszer joint inverziója az LSQ esetén 2,8%, a LAD-nál 1,1%-os D-t eredményezett. Itt is

	Geoelect.	Refracted	SH hullám	Geoelect.-Refr. együttes	Geoelect.-Refr.-Sh hullám együttes
D	0.0465	0.0184	0.0055	0.0151	0.0110
E	0.0600	0.0556	0.0576	0.0568	0.0571
T	0.9939	0.3789	0.7343	0.4491	0.3860

5. táblázat. Az 1%-os Gauss-eloszlású hibával és kiugró adatokkal terhelt adatrendszerek [(C) eset] LAD inverziós eredményei
Table 5. Results of LAD inversion of (C) data sets [containing 1% Gaussian noise and outliers]

	Geoelect.	Refracted	SH hullám	Geoelect.-Refr. együttes	Geoelect.-Refr.-Sh hullám együttes
D	0.2722	0.1402	0.0850	0.1197	0.0371
E	0.1752	0.1976	0.1530	0.1816	0.1470
T	0.9052	0.5426	0.7099	0.2462	0.4787

6. táblázat. Az 5%-os Gauss-eloszlású hibával és kiugró adatokkal terhelt adatrendszerek [(D) eset] LAD inverziós eredményei
Table 6. Results of LAD inversion of (D) data sets [containing 5% Gaussian noise and outliers]



5. ábra. A LAD inverzió eredményei az 5%-os Gauss-hibával és kiugró adatokkal terhelt adatrendszerek esetén

Fig. 5. Results of LAD inversion (containing 5% Gaussian noise and outliers)

érvényes az, hogy a joint inverzió szembevetendő javulást okoz az egyedi inverziókhöz képest.

A (D) esetre vonatkozó eredményeket az 5. ábra és 6. táblázat foglalja össze. Az LSQ inverzióval szemben itt a durva hibák ellenére is stabil megoldásokat kaptunk. Ez a tény is világosan bizonyítja a LAD inverzió kiugró hibákra kevésbé érzékeny jellegét és stabilitását. Itt is érvényes az a tendencia, miszerint a joint inverziónál kisebb relatív modell-távolsággal jellemzett paraméterbecslést kapunk.

A refrakciós adatrendszerrel való együttes inverzió az önálló geoelektromos inverzió rossz, 27,2%-os becslését 11,97%-ra javítja. Még pontosabb eredményt kapunk a három módszer együttes inverziójánál, ahol a modelltávolság 3,7%-ra esett vissza.

HIVATKOZÁSOK

- DOBRÓKA M. 1987: Love-típusú telephullámok elmozdulás függvényei és abszorpció-diszperzió tulajdonságai, I. rész: horizontálisan homogén földtani szerkezet. *Magyar Geofizika* **1**, 20–33
- DOBRÓKA M., GYULAI Á., ORMOS T., CSÓKÁS J., DRESEN L. 1991: Joint inversion of seismic and geoelectric data recorded in an underground coal mine. *Geophysical Prospecting* **39**, 643–665
- GHOSH D. P. 1971: Inverse filter coefficients for computation of apparent resistivity standard curves for a horizontally stratified earth. *Geophysical Prospecting* **19**, 769–775

- HERING A., MISIEK R., GYULAI Á., ORMOS T., DOBRÓKA M., DRESEN L. 1995: A joint inversion algorithm to process geoelectric and surface wave seismic data. *Geophysical Prospecting* **43**, 135–156
- LINES L., SCHULTZ A. K., TREITEL S. 1987: Cooperative inversion of geophysical data. 57th SEG meeting, New Orleans. Expanded Abstracts, 814–816
- SALÁT P., TARCSAI GY., CSEREPES L., VERMES M., DRAHOS D. 1982: A geofizikai interpretáció információs-statisztikus módszerei. Tankönyvkiadó, Budapest
- MENKE W. 1984: *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*. Academic Press Inc.
- SCALES J. A., GERZTENKORN A., TREITEL S., LINES L. R. 1988: Robust optimization methods in geophysical inverse theory. 58th SEG meeting, Anaheim. Expanded Abstracts, 827–830
- VOZOFF K., JUPP D. L. B. 1975: Joint inversion of geophysical data. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* **42**, 977–991

TANFOLYAM

A houstoni New World Horizon geofizikai szakmai továbbképző cég 1996. május 27–31. között *Reservoir Seismic methods* címmel, június 24–28. között pedig *Natural Gas Reservoir Engineering* címmel egyhetes, angol nyelvű tanfolyamot szervez Budapesten. Az első előadó dr. Robert E. SHERIFF, a téma nemzetközi szaktekintélye, az *Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics*, a *Reservoir*

Geophysics és sok más szakkönyv, szakcikk szerzője, társszerzője és szerkesztője.

Jelentkezni, részletesebb tematikát kérni a New World Horizon-nál az (1-713)773-9620 faxon, vagy BELLÉR Évánál (Magyar Geofizikusok Egyesülete, tel./fax: (1)201-9815) lehet.

Késmárky István